

## **Análisis estratigráfico del Paleógeno del sinclinal de Tragó de Noguera: su importancia en la geología regional (Pirineo catalano-aragonés, España)**

Juan ULLASTRE\* y Alicia MASRIERA\*\*

### **ABSTRACT**

ULLASTRE, J. and MASRIERA, A. Stratigraphic analysis of Paleogene of the Tragó de Noguera syncline and its importance in the regional geology (Pyrenees of Catalonia and Aragón, Spain).

The discovery in the Tragó de Noguera syncline of eleven Charophyte outcrops in succession from Maastrichtian to Oligocene times gives us a deeper insight into the chronostratigraphic evolution of the Sierras marginales of the central unit of the southern Pyrenees. The interference between tectonics and sedimentation is a continuous process during this long period of time (about 40 m.y.). In fact, the tectonic phases of Maastrichtian, Paleocene and Lower Eocene, to date only known in the north part of the South-Pyrenean Central Unit, have been found by us in the south border. We also show their continuity during the Upper Eocene and Oligocene. These evidences are incompatible with a model of tectonic movements in sequence affecting for parts the South-Pyrenean Unit.

Knowledge of the sedimentary relationships between the foreland Ebro basin and the southern border of the Pyrenees from Upper Eocene is considerably improved. We conclude again, that the evaporitic paleogene sedimentation came about simultaneously and indistinctly over the foreland and the border of the South-Pyrenean Central Unit.

**Key words:** Pyrenees, Spain, Charophytes, Maastrichtian, Paleogene, Paleogeography, Tectonics.

### **RESUMEN**

El descubrimiento, en el sinclinal de Tragó de Noguera, de once yacimientos de Carófitas, escalonados entre el Maastrichtiense y el Oligoceno, permite conocer mucho mejor la evolución cronoestratigráfica de las Sierras marginales de la unidad central del Pirineo meridional.

---

\*Ronda Sant Pere, 50. 08010 Barcelona, España.

\*\* Museu de Geologia, Parc de la Ciutadella. 08003 Barcelona, España.

La interferencia de la tectónica con la sedimentación es una constante durante este largo espacio de tiempo (unos 40 Ma). Efectivamente, las fases tectónicas del Maastrichtiense, Paleoceno y Eoceno inferior, reconocidas hasta ahora sólo en la parte N de la unidad sudpirenaica central, las hemos descubierto también en el borde S. Se demuestra además su continuidad en el Eoceno superior y Oligoceno. Estas evidencias son incompatibles con un modelo de movimientos tectónicos en secuencia afectando por partes la unidad sudpirenaica en cuestión.

El conocimiento de las relaciones sedimentarias entre el antepaís del Ebro y el borde meridional del Pirineo, a partir del Eoceno superior, es sensiblemente mejorado; llegando a la conclusión, otra vez, de que la sedimentación evaporítica paleógena se produjo simultánea e indistintamente sobre el antepaís y el borde de la unidad sudpirenaica central.

**Palabras clave:** Pirineos, España, Carófitas, Maastrichtiense, Paleógeno, Paleogeografía, Tectónica.

## INTRODUCCIÓN

En la unidad sudpirenaica central y en la zona del Pedraforca, al W y al E de la línea de accidentes del Segre respectivamente, la fase tectónica del Maastrichtiense y la del Paleoceno terminal - Eoceno inferior han sido reconocidas: la primera en el accidente de Bóixols - Coll de Nargó - Pedraforca y la segunda en el accidente del Montsec-Ensija-Catllaràs (bibliografía *in* Ullastre y Masriera, 1996). Sin embargo, sus efectos, como veremos, se reconocen también en las Sierras marginales al S del Montsec, a pesar de estar trastornadas por una importante tectónica ulterior que enmascara completamente las fases tectónicas previas.

Consecuencia de estas fases (Maastrichtiense - Paleoceno - Eoceno inferior) fue la estructuración de diferentes surcos sedimentarios que condicionaron la deposición del Paleógeno. En efecto, el paleoaccidente del Montsec delimitó un surco septentrional (cuenca de Tremp) y otro meridional (cuenca de Àger), que a su vez estaba limitado al SE por una deformación, al parecer relacionada con el Trías de Les Avellanes, que interesaba las sierras de Os de Balaguer, y cuyos efectos tienen sus reflejos hacia el E (sierra de Boada) y hacia el W (sierra de Montderes).

El análisis estratigráfico de una parte del sinclinal de Os de Balaguer y del sinclinal de Tragó de Noguera, que aquí exponemos, así nos lo demuestra. En el flanco N del sinclinal de Os de Balaguer dos importantes depósitos de brechas y una fuerte discordancia angular nos delatan una deformación tectónica durante el final del Cretácico y en los albores del Paleógeno. Hasta ahora, el sinclinal de Tragó se consideraba como un surco postilardiense relleno por sedimentos del Oligoceno (Mapa Geológico de España, 1:50.000, hoja de Os de Balaguer nº 327, 1ª edic. 1960; Mapa Geològic de Catalunya, 1:250.000, 1ª edic. 1989). Un análisis más detenido nos ha mostrado que en Tragó de Noguera al llerdiense marino le sigue un Cuiso-Luteciense continental; después, una importante discordancia, jalonada por brechas con elementos triásicos procedentes del SE y del NW, abre un nuevo ciclo sedimentario continental con materiales detríticos y evaporíticos (cf. "yesos de Barbastro-Balaguer") que culmina con una sedimentación fluvioacustre de edad Priaboniense - Oligoceno.

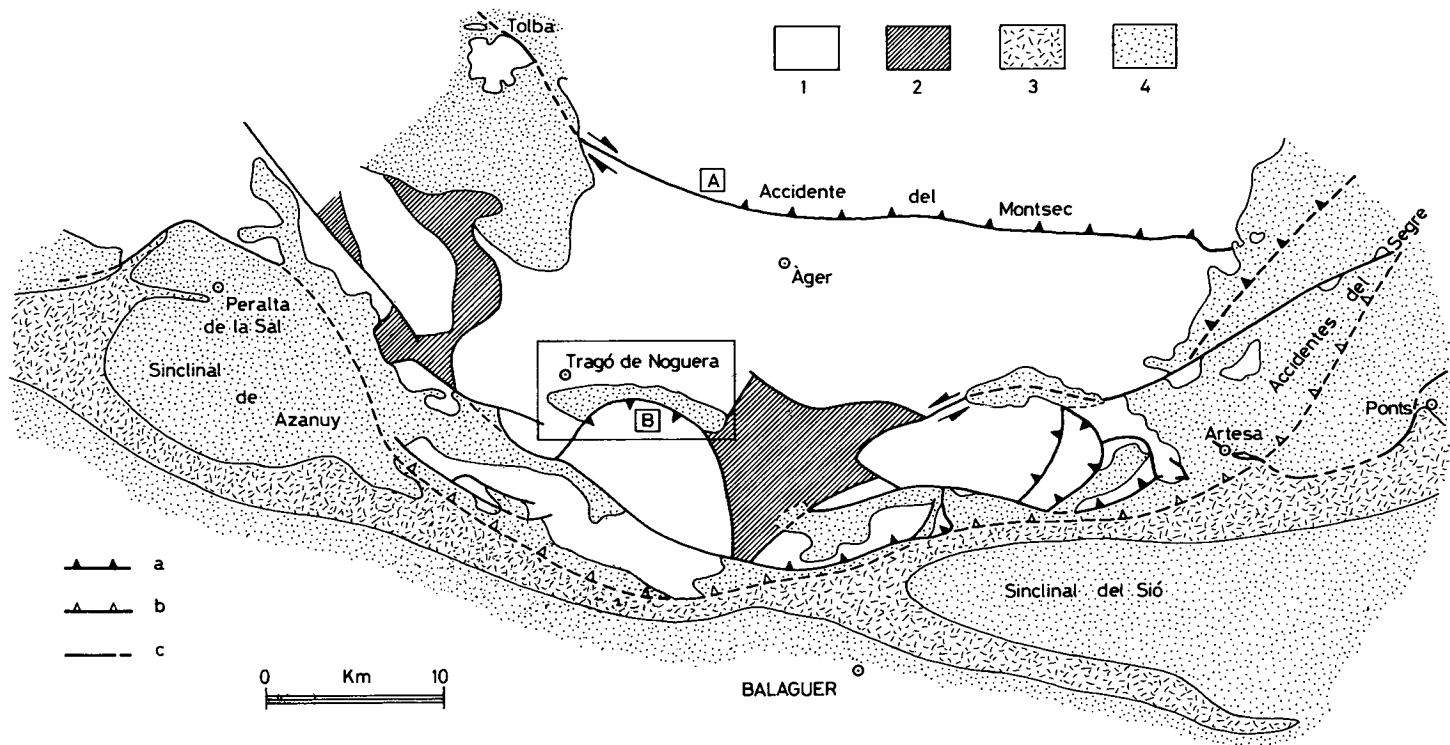


Fig. 1. Esquema geológico de las Sierras marginales sudpirenaicas y del antepaís del Ebro entre los ríos Segre al E y Cinca al W. Situación del área objeto de estudio. **1**, Mesozoico-Cenozoico sudpirenaico. **2**, Trías diapírico de Les Avellanes al E y de Estopanyà al W. **3**, Evaporitas del Eoceno superior del antepaís. **4**, Terciario sin y post tectónico: Eoceno superior - Oligoceno -?Mioceno. **a**) Cabalgamientos intra y post Eoceno superior-Oligoceno. Tanto el accidente del Montsec (A) como el extremo oriental del accidente de la Obaga d'Alberola (B) son paleoaccidentes mastrichtiense-paleocenos retomados por las fases mayores de la tectónica sudpirenaica. **b**) Cabalgamientos intra Eoceno superior. **c**) Fallas subverticales con transposición vertical y/u horizontal de edad intra y post Eoceno superior - Oligoceno.

Fig. 1. Geological sketch of the South-Pyrenean ranges (Sierras marginales) and the foreland Ebro basin between the rivers Segre (to the E) and Cinca (to the W). Location of the area studied.

Otra vez tendremos ocasión de demostrar, como ya lo hicimos (Ullastre y Masriera, 1995), que la sedimentación evaporítica del Paleógeno se produjo simultánea e indistintamente sobre el borde meridional de la unidad sudpirenaica central y el antepaís.

## CONFIGURACIÓN DE LA CUENCA PALEÓGENA CONTINENTAL

### El substrato preilerdiense

La transgresión del Cretácico superior en las regiones sudpirenaicas que nos ocupan (Figs. 1 y 2), avanzó del NW hacia el SE sobre una superficie de erosión vracónica, recubriendo un substrato de materiales de edades diversas. Así pues, al N, en el Montsec, el Cenomaniense superior reposa sobre un Urgoaptiense o sobre el Dogger-Malm; más al S, en el anticlinal de Millà (3 in Fig. 2) el Santoniense descansa sobre las dolomías del Dogger-Malm; el Santoniense también, en el anticlinal de Canelles y en los sinclinales de Tragó de Noguera y de Os de Balaguer (5, 6 y 7 in Fig. 2), yace sobre un Trías superior-Lías inferior.

Los depósitos de plataforma marina alcanzaron el Senoniense superior<sup>(1)</sup>. La regresión subsiguiente, maastrichtiense-paleocena, supuso la instauración de un medio lacustro-palustre y fluvial previo a la transgresión marina del Ilerdiense.

Las fases tectónicas de finales del Cretácico, probablemente, y del Paleoceno, con seguridad, produjeron la elevación del Montsec (Ullastre et Masriera, 1992; Ullastre, 1998) y, como veremos, una cierta deformación al SW de Les Avellanes (Figs. 1 y 2, accidentes A y B) condicionando así la sedimentación del Eoceno inferior.

Veamos a continuación en detalle las características litológicas y edad del substrato preilerdiense en el área estudiada (Fig. 3).

#### 1. Al N de la línea Tragó-Tartareu

En el núcleo del anticlinal de Canelles (5 in Fig. 2), fuera del área cartografiada, afloran los niveles cretácicos más bajos. Son arenas y gravas de cuarzo (Csa) seguidas de areniscas y margas con abundante fauna característica del Santoniense<sup>(2)</sup>. A continuación una serie caliza (Csb) del Senoniense superior marino precede a la sedimentación continental del Maastrichtiense (Mc), primero calcárea y luego detrítica fina y areniscosa. En el Barranc d'Espinau, al NNW de Tartareu, los niveles medio y superior de este Maastrichtiense contienen las formas de Carófitas siguientes (yacimiento 1, Fig. 3):

Nivel medio:

*Septorella brachycera*

*Peckichara cancellata*

*Platychara caudata*

*Platychara turbinata*

*Maedleriella* sp. A



Nivel superior:

*Septorella ultima*

*Peckichara sertulata*

*Sphaerochara* sp. cf. *senonensis*

*Maedleriella* sp. A

La base del Paleoceno (Dano-Montiense), constituida por margas arcillosas blanquecinas o grisáceas seguidas de calizas lacustropalustres E1 (cf. "caliza de Vallcebre"; Ullastre y Masriera, 1998), viene definida por la presencia en el yacimiento 3, Fig. 3, (dado a conocer in Masriera y Ullastre, 1990), de las Carófitas siguientes:

*Dughiella bacillaris*

*Maedleriella* sp. A

*Microchara* sp. cf. *vestita*

*Nitellopsis (Campaniella) helicteres minor*

*Platychara* sp. B

*Sphaerochara* gr. *edda*

El Paleoceno E1-2 (Dano-Montiense - Thanetiense) está representado por margas abigarradas con *Microcodium*, margas y calizas lacustres. En los horizontes inmediatos superiores al *Microcodium* masivo se encuentra, en ocasiones, el Gasterópodo *Vidaliella gerundensis*, y en los niveles margosos próximos a las calizas terminales está el yacimiento 4, Fig. 3, que nos ha dado la siguiente asociación de Carófitas thanetienses:

*Sphaerochara edda*

*Nitellopsis (Campaniella) subpyrenaica*

*Maedleriella michelina*

El paso a las calizas con Alveolinas del Ilerdiense (E3) se hace por medio de delgados niveles de calizas con Miliólidos.

## 2. Al S del accidente de la Obaga d'Alberola

Los materiales que afloran al S de este accidente (B in Fig. 2) constituyen el flanco N del sinclinal de Os de Balaguer (7 in Fig. 2). En la base se observa el Trías superior margo-yesoso (K) y el Lías inferior calcáreo-dolomítico (Ll). Por encima, la transgresión senoniense está marcada por las arenas y gravas de cuarzo Csa (cf. "conglomerados de Adraent"; Ullastre y Masriera, 1996, pp. 218 y 248-249, fig. 2), que son en general poco visibles a causa de los derrubios.

Las capas más bajas del Senoniense marino (Csb) son calizas arenosas bioclásticas y calizas arrecifales, que no hemos podido datar con seguridad <sup>(3)</sup>. Sólo en el extremo occidental, al SSW de Montessor, en los niveles inferiores del término Csb hemos encontrado algunas secciones de *Idalina* y *Dicyclina*, que podrían indicar la presencia del Santoniense. En la Font de la Mora (FM in Fig. 3), por encima de los niveles cuarzosos Csa, se observan unos pocos metros de areniscas calcáreas rojizas y calcarenitas bioclásticas amarillentas seguidas de un nivel con Rudistas.

En las capas calizas más altas del Senoniense marino (Csb), en el Barranc dels Baulons al SSE de la Font de la Mora, hemos encontrado *Abrardia catalaunica* y *Dicyclina schlumbergeri* (Senoniense inferior); y, en el Congost del río de Farfanya,

*Adraentina iberica* y *Orbitoides* probablemente del Maastrichtiense (Fig. 4, corte I bis), (4). Entre el Senoniense marino (Csb) y el Maastrichtiense continental (Mc) hay una discontinuidad sedimentaria, marcada por una brecha intraformacional lacustre. Las facies que vienen a continuación son análogas a las del N de la línea Tragó-Tartareu.

En el yacimiento de Carófitas 2, Fig. 3, hemos determinado la siguiente flora maastrichtiense:

*Septorella ultima*

*Peckichara sertulata*

*Porochara malladae*

*Sphaerochara* sp. cf. *senonensis*

*Maedleriella* sp. A

Los niveles superiores del Maastrichtiense continental en el Congost del río de Farfanya (Fig. 4, corte I) contienen brechas poligénicas, con elementos centimétricos a decimétricos de calizas senonienses principalmente. Ellas son una prueba de inestabilidad tectónica en esta parte de las Sierras marginales.

La serie paleocena de calizas E1 y de margas y calizas E1-2, que en posición invertida se superponen al término anterior, acaba asimismo con una brecha; su cemento es ferruginoso y sus elementos, centimétricos, proceden del Senoniense marino y continental y más raramente del Lías y del Trías terminal. Los últimos horizontes de esta brecha contienen Alveolinas del Ilerdiense inferior (biozona de *Alveolina cucumiformis*, Hottiger, 1960; = SBZ 5 con *A. avellana avellana* de Serra-Kiel *et al.* 1998). Con ello podemos decir que la fase tectónica del final del Cretácico tuvo, también aquí, su réplica en el paso del Paleoceno al Eoceno inferior.

## El Ilerdiense marino

El mar ilerdiense penetró por el W del surco del S del Montsec, rodeando lo que debía ser la "intumescencia" diapírica de Les Avellanes iniciada con las pulsaciones tectónicas del Maastrichtiense - Paleoceno.

No obstante, los movimientos tectónicos que desde el Paleoceno hasta el Cuiso-Luteciense afectaron el frente del Montsec (Ullastre et Masriera, 1992; Ullastre, 1998) probablemente también deformaron, más o menos, el substrato meridional, dando lugar a que los depósitos del Ilerdiense marino aparezcan con espesores sensiblemente variables. Así, en el flanco N del sinclinal de Àger (2 in Fig. 2), como ya quedó demostrado en los trabajos antes citados, la potencia se reduce hasta su desaparición, mientras que al S alcanza centenares de metros; en Finestres, al W del sinclinal de Blancafort (4 in Fig. 2), el Ilerdiense marino aparece mucho más reducido, llegando a depositarse también, sin embargo, la biozona de *Alveolina trempina*, última del Ilerdiense; en Tragó de Noguera, en el extremo occidental de su sinclinal (6 in Fig. 2), el Ilerdiense, completo igualmente, aumenta considerablemente de potencia; por fin, en el flanco N del sinclinal de Os de Balaguer (7 in Fig. 2) el Ilerdiense muestra una discordancia progresiva y una brutal discordancia angular entre el Ilerdiense y el Senoniense (Fig. 4, corte I bis), prueba de que la deformación del substrato producida durante el Maastrichtiense-Paleoceno prosiguió y afectó las áreas sudpirenaicas al S del gran accidente del Montsec.

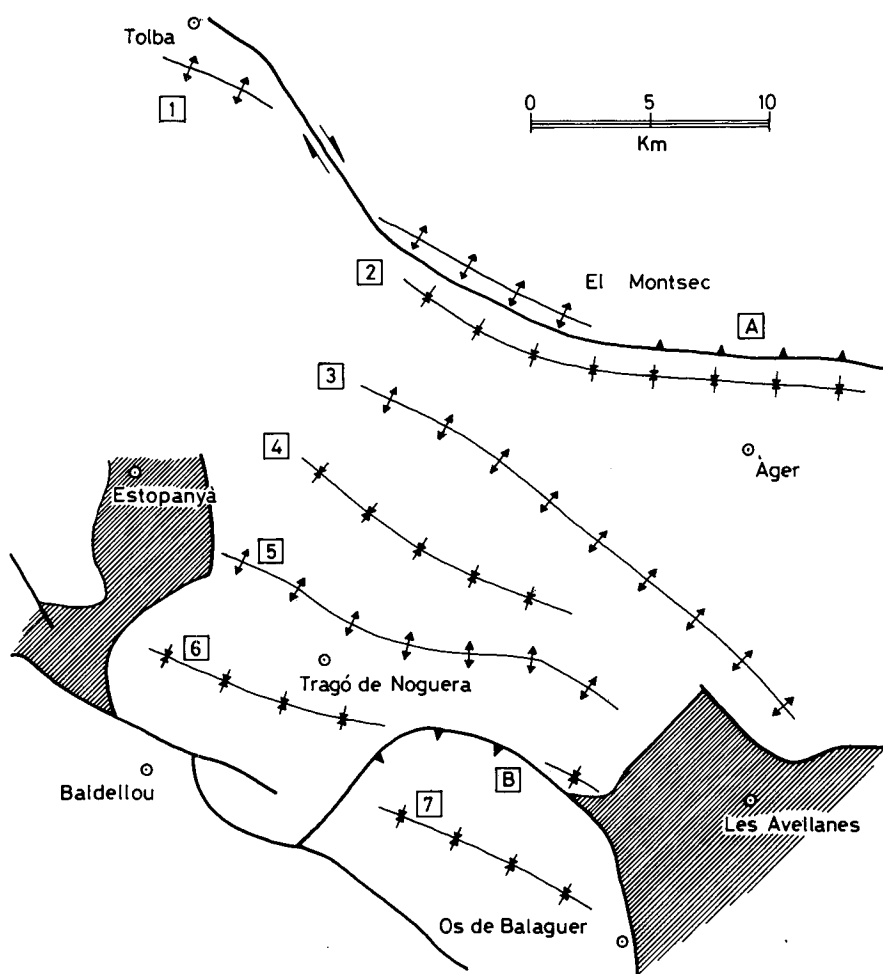


Fig. 2. Esquema estructural de la cobertera mesozoico-cenozoica sudpirenaica catalano-aragonesa entre la sierra del Montsec al N y el sinclinal de Os de Balaguer al S, con el "diapiro" triásico de Estopanyà al W y el de Les Avellanes al E.

1, Anticlinal de Tolva-Montsec. 2, Sinclinal de Àger. 3, Anticlinal de Millà. 4, Sinclinal de Blancafort. 5, Anticlinal de Canelles. 6, Sinclinal de Tragó de Noguera. 7, Sinclinal de Os de Balaguer.

A, Paleoaccidente del Montsec: de edad funcional ?Maastrichtiense-Paleoceno-Eoceno inferior; el salto en dirección occidental y el cabalgamiento oriental son el resultado de la fase tectónica sudpirenaica del Eoceno superior-Oligoceno.

B, Accidente de la Obaga d'Alberola: su extremo oriental es un paleoaccidente de edad funcional Maastrichtiense-Paleoceno-Eoceno inferior; el cabalgamiento hacia el N es posterior al Oligoceno.

El Trías de Estopanyà y de Les Avellanes perforó diapíricamente la cobertera en el Eoceno superior (?Bartoniense).

Fig. 2. Structural sketch of the mesozoic - cenozoic southpyrenean cover between the Montsec range (to the N) and the Os de Balaguer syncline (to the S), with the triassic diapirs of Estopanyà (to the W) and Les Avellanes (to the E).

## 1. En Tragó de Noguera

El Ilerdiense marino (E3) en Tragó alcanza una potencia aproximada de 400 m de calizas con Alveolinas, más o menos arcillosas hacia lo alto.

A unos 370 m al SSE del pueblo el paso del término E3 al E4-5 (Fig. 3) comprende los materiales siguientes:

- Muro: calizas margosas con Alveolinas
- 1-2 m de margas grises.
- 0,5 m de calizas bioclásticas arcillosas con *Alveolina trempina*, *A. ilerdensis*, Orbitolites, Miliólidos, etc.
- 10-12 m de margas grises con yeso.
- 1,5 m de calizas nodulosas con Miliólidos.
- 2-3 m de margas grises con Ostreas.
- Techo: areniscas grises y ocre de la base cartográfica del E4-5.

Luego, los materiales que preceden al Cuiso-Luteciense continental (E4-5) pertenecen a la biozona de *Alveolina trempina* del Ilerdiense superior (= SBZ 9 de Serra-Kiel *et al.*, 1998), tal como se indica en la Fig. 5.

## 2. En el Congost

En el llamado Congost del río de Farfanya, entre Os de Balaguer y Tartareu, el Ilerdiense marino (E3) se presenta dispuesto en abanico (discordancia progresiva).

Las capas basales, verticales o ligeramente invertidas buzando al NE (Fig. 4, corte I), con alguna pasada de brechas, contienen:

*Alveolina dolioliformis*, *A. cucumiformis*, (= SBZ 5 con *A. avellana avellana* de Serra-Kiel *et al.*, 1998), lo que indica el Ilerdiense inferior 1.

Las capas más altas, buzando al SW, fosilizadas por conglomerados discordantes de edad incierta (Fig. 3), contienen: *Alveolina subpyrenaica*, *A. aragonensis*, especies de la biozona de *Alveolina moussoulensis* de la parte inferior del Ilerdiense medio (= SBZ 7 de Serra-Kiel *et al.*, 1998).

En la cumbre de la margen izquierda del Congost puede verse que el Ilerdiense inferior 2 con *Alveolina elipsoidalis*, *A. pasticillata*, *A. laxa*, (= SBZ 6 de Serra-Kiel *et al.*, 1998), llegó a depositarse en discordancia angular de casi 90° sobre las calizas del Senoniense superior (Csb), (Fig. 4, corte I bis). La base del Ilerdiense discordante está formada por una brecha con elementos de Cretácico, Lías y Trías que rellena oquedades de las capas senonienses; sigue un horizonte arenoso y las calizas con Alveolinas que contienen elementos de esa brecha.

## PALEÓGENO CONTINENTAL

### El Cuiso-Luteciense de Tragó

A1 S del accidente del Montsec, en el sinclinal de Àger (Figs. 1 y 2), por encima del Ilerdiense superior marino vienen depósitos fluviales y de llanura de inundación,

margosos, arenosos y conglomeráticos atribuidos al Cuiso-Luteciense inferior (distribución cartográfica *in* Ullastre, 1998).

Más al S, en el extremo occidental del sinclinal de Blancafort (4 *in* Fig. 2), junto al pueblo de Finestres, se han conservado, por encima del Ilerdiense superior, unos sedimentos detríticos continentales de aspecto muy similar a los que se observan en idéntica situación estratigráfica en el barranco de Fet al W del sinclinal de Àger.

En una posición aún más meridional, en el fondo del sinclinal de Tragó de Noguera (Figs. 2 y 3), unos depósitos postilerdienses, fluviomarinos primero y lacustres después, pertenecen también al Cuiso-Luteciense en cuestión. Estos depósitos, hasta ahora erróneamente atribuidos al Oligoceno, nos han dado una característica flora de Carófitas que prueba su edad.

En las inmediaciones del pueblo de Tragó se pasa de modo normal y transicional del Ilerdiense superior (E3) al Cuiso-Luteciense continental (E4-5); sin embargo, hacia el E la relación entre ambos términos no es posible precisarla a causa de los derrubios, aunque un diminuto afloramiento de E3 y de E4-5, que aparece en nuestra cartografía rodeado de derrubios (Fig. 3), hace sospechar que existe discordancia angular entre ellos; ésto fundándonos en las facies que se yuxtaponen en este diminuto isleo.

Al W del río Noguera Ribagorçana sólo afloran los niveles inferiores del término E4-5.

En consecuencia, la única sucesión completa del Cuiso-Luteciense (E4-5) es la indicada en el corte III de la Fig. 4 y cuya explicación detallada (Fig. 5) es la siguiente:

- Muro: calizas con *Alveolina trempina* y margas con *Ostreas*, (Ilerdiense superior).
- 26 m que comprenden un banco de areniscas con limos grises y ocre (unos 2 m), y limos arenosos del mismo color (unos 24 m); (nivel 1).
- 40 m de areniscas grises con estratificación cruzada, pasadas de conglomerado con elementos de cuarzo, caliza y “galets mous” (cantos blandos de arcilla); (nivel 2).
- 33 m de limos arcillosos ocre y grises con restos de *Ostreas* y *Ostrácodos* lisos; (base del nivel 3).
- 1,5 m de caliza y margo-caliza lacustre con escasos *Nitellopsis* (*Tectochara thaleri*) y restos de *Gasterópodos*.
- 6 m de margas grises con yeso.
- 8 m de areniscas con estratificación cruzada y restos de *Ostreas*.
- 7 m de margas arenosas.
- 1,5 m de caliza margosa nodulosa.
- 13 m de margas ocre y grises.
- 9 m de areniscas grises que terminan con un horizonte de 1-2 m de limolitas rojas; (techo del nivel 3).
- 35 m de margas grises y ocre con yeso en los últimos metros; (nivel 4). En su base se halla el yacimiento de Carófitas 5, con: *Nitellopsis* (*Tectochara thaleri*) (abundante sólo en un pequeño horizonte a pocos decímetros por encima de las limolitas rojas), *Ostrácodos* (muy abundantes), restos de *Gasterópodos* y de *Vertebrados*.
- 4 m de brecha calcárea lacustre intraformacional; (nivel 5).
- 21 m de margas grises y ocre manchadas de rojo con yeso rellenando fisuras; (nivel 6).
- 93 m de margas blanquecinas, ocasionalmente grises o rojizas, alternando con capas decimétricas a métricas de calizas lacustres; (nivel 7). Cerca de la base tenemos el yacimiento de Carófitas 6, con: *Maedleriella funiculosa*, *Harrisichara* sp.,

una forma de girogonito indeterminado y Ostrácodos. Hacia la mitad de este tramo se encuentra la misma flora, aunque en menor abundancia; excepcionalmente aparece *N. (T.) thaleri*. En la base de las calizas superiores, el yacimiento de Carófitas 7 contiene: *Maedleriella intermedia*, *Harrisichara* sp. y Ostrácodos.

- Techo: superficie de erosión fosilizada por limos, areniscas y conglomerados poligénicos rojizos de la base del término E6-7.

Por su litología y los restos fósiles, los primeros 145 m de esta serie se depositaron en un medio fluvio-marino con un eventual episodio lacustre (horizonte con *N. (T.) thaleri* del nivel 3); los 153 m restantes tienen un carácter netamente lacustre.

La flora de Carófitas descubierta nos indica su pertenencia al Cuiso-Luteciense; superbiozona de *Nitellopsis (Tectochara) thaleri* – biozona de *Maedleriella embergeri-Raskyella peckii* (Riveline *et al.*, 1996) <sup>(5)</sup>. No obstante, el límite entre Ilerdiense y Cuisiense es impreciso, pues, aunque las Alveolinas nos dicen que el muro de la serie es del Ilerdiense superior, las primeras Carófitas cuisienenses se encuentran a 100 m por encima. El límite cartográfico entre los términos E3 (netamente marino) y el E4-5 (fluvio-marino y lacustre) es, por tanto, convencional. En cuanto a los últimos niveles con *M. intermedia* podrían ser de la base del Bartonense.

## El Eoceno superior

### 1. Deformación tectónica y sedimentación detrítica

Hemos visto cómo los movimientos tectónicos del Eoceno inferior afectaron las Sierras marginales sudpirenaicas; coincidiendo con ellos se produjo una retirada del mar cuiso-luteciense hacia el W y el S. De tal modo, entre el Montsec y el accidente de la Obaga d'Alberola (Fig. 2) se acumulaban sedimentos continentales o se establecían áreas exentas de sedimentación, mientras que en las direcciones señaladas había sedimentación marina.

Sabemos, también, por nuestros estudios anteriores (Ullastre *et al.*, 1990; Ullastre y Masrera, 1996), que la “panunidad” formada por la unidad sudpirenaica central –zona tectónica del Pedraforca– serie del Cadí fue desorganizada con las traslaciones NW-SE intralutecienses y ulteriores.

De esto se sigue que la “intumescencia” diapírica de Les Avellanes por un lado y la de Estopanyà por otro (Fig. 2) debieron acentuarse hasta el punto de aflorar su núcleo triásico, de lo cual veremos las pruebas.

Ya en el Eoceno superior (probablemente), la consiguiente reactivación de la erosión dio por resultado los depósitos de conglomerados discordantes de la base del término E6-7 (Fig. 4). Su naturaleza es variable como también la edad de su yacente (Fig. 3). En efecto, al E reposan sobre el Trías superior con ofitas, convertidos en una brecha de roca volcánica con matiz arenoso-arcillosa pardo-rojiza; por el NE, en Tartareu, los conglomerados calizos fosilizan la cobertera mesozoico-cenozoica del Trías de Les Avellanes; por el N se aplican en débil discordancia angular sobre las calizas del Ilerdiense, que al W inmediato de Alberola pertenecen a la biozona de *Alveolina corbarica* con la presencia de *Nummulites atacicus*; y luego, junto al río Noguera Ribagorçana, sobre las calizas lutecienses; por último, en el flanco S del

sinclinal de Tragó, aguas abajo del río, sobre el Ilerdiense otra vez. En cada caso la naturaleza de los cantos se acomoda a la de su substrato, suponiéndoles un origen inmediato; aunque, en los afloramientos occidentales, a los elementos de procedencia muy cercana se unen los elementos triásicos (cantos de ofitas y cuarzos bipiramidados en la fracción arenosa), que estimamos originarios del manchón triásico de Estopanyà.

Tras el aluvionamiento inicial, la sedimentación eocena en el sinclinal de Tragó deviene arenosa y limosa de tonos grisáceos y pardo-rojizos, cargándose progresivamente de sulfatos en su mitad oriental; todo parece indicar que el surco sedimentario de Tragó tenía los caracteres de una “playa” endorreica.

Ningún yacimiento de Carófitas ha sido encontrado en esta parte de la serie; al E de Les Belles (LB in Fig. 3) hemos levigado alguna muestra en la que aparecen Ostrácodos que no han sido estudiados. De conformidad con eso nada podemos decir sobre el lapso de tiempo que medió entre la deposición de las últimas calizas lacustres del Luteciense y los primeros materiales detríticos del complejo E6-7 de nuestra cartografía. Habrá que ir a casi 400 m más arriba en la serie para encontrar los primeros fósiles, característicos del límite Priaboniense - Stampiense como veremos.

## 2. Las evaporitas de Tartareu - Alberola

La colmatación primera del surco sedimentario de Tragó trajo consigo la instauración de una “sebkha” salina en su mitad oriental; ello se infiere de la distribución y naturaleza de los depósitos de yeso que se observan desde Tartareu al E, donde alcanzan su mayor potencia, (40-50 m), hasta cerca de Alberola al W donde desaparecen, (E6-7 y in Fig. 3).

El flanco S del sinclinal de Tragó, por el hecho de estar parcialmente cabalgado por el accidente de la Obaga d’Alberola, tan sólo es visible en sus dos extremos. Por el W está cubierto por los sedimentos oligocenos (O1-2), (Fig. 4, corte III); por el E, aunque comprimidas y reducidas de potencia, las capas paleógenas se presentan verticales y un diminuto afloramiento revela la presencia en este flanco de los yesos (y) del término E6-7, (Fig. 4, corte II).

Los yesos son blancos, sacaroideos; se manifiestan en bancos decimétricos alternando con capitas de arcillas y limos amarillentos, rojizos y verdosos; paralelamente a la estratificación se observan vetas centimétricas de yeso fibroso.

El techo de las evaporitas lo constituye una formación aluvial de limolitas arenosas con abundantes figuras sedimentarias (hiporrelieves), laminación convoluta, “ripples”, etc.

## 3. Los materiales detríticos del Priaboniense

Entre Tartareu y Alberola las limonitas y limos del techo de las evaporitas tienen una potencia de algunos centenares de metros (cerca de 400). Su color es beige más o menos rojizo. En su parte superior pasan a formar areniscas, en las cuales se intercalan dos hiladas centimétricas de calizas grises lacustres que afloran bien hacia el E.

Por encima aparece una intercalación de limos amarillentos (Fig.3, yacimiento de Carófitas 9) con abundantes girogonitos de *Lychnothamnus longus*.

Antes de llegar a los conglomerados con elementos paleozoicos de la base del término O1-2, se encuentran margas arcillosas grises (Fig. 3, yacimiento 8) con las Carófitas siguientes:

*Rhabdochara raibocarpa*

*Nitellopsis (Tectochara) gr. merianii*

Las especies de los yacimientos 8 y 9 pertenecen a la superbiozona de *Harrisichara tuberculata* del Priaboniense terminal-Stampiense basal (Feist *et al.*, 1994; Riveline *et al.*, 1996).

Al E de Alberola, los yesos, que dividen en dos tramos el término E6-7, desaparecen. Por encima de los conglomerados inferiores discordantes, la serie atribuida al Eoceno superior consta de una monótona sucesión de limos arenosos y areniscas rojizos, que se vuelven grises en la parte superior antes de los conglomerados con elementos paleozoicos O1-2 (Fig. 3).

#### 4. Correlación hacia el W y el E

En la depresión de Baldellou y en Peralta de la Sal (Figs. 1 y 2) se encuentra la prolongación occidental de los materiales del Eoceno superior (E6-7) cuyo análisis hemos expuesto.

Al S de Baldellou, siguiendo el antiguo camino de Lleida, podemos ver: formación conglomerática discordante sobre el Cretácico superior marino; capas de margas con yesos; serie de margas y limolitas coronadas por hiladas centimétricas de calizas lacustres. Una intercalación margosa dentro de esas calizas nos ha proporcionado:

*Harrisichara tuberculata*

*Girogonia caelata*

*Chara* sp. II

Esta flora señala el límite Priaboniense-Oligoceno (*cf.* yacimientos 8 y 9 del sinclinal de Tragó).

Más hacia el W, en Peralta de la Sal, las capas superiores de la "formación Salinar" (Senz y Zamorano, 1992) contienen *Lychnothamnus longus* del Priaboniense superior-Stampiense inferior. Si tratamos de correlacionar el término E6-7 del sinclinal de Tragó con los materiales paleógenos que fosilizan el frente sudpirenaico entre Camarasa y Artesa de Segre (Ullastre y Masriera, 1995), veremos que en Tragó las Carófitas del límite Eoceno-Oligoceno están a varios centenares de metros por encima de una discordancia postluteciense, mientras que en Camarasa - Artesa. se encuentran a pocos metros por encima de una superficie de discordancia entre el Mesozoico-Cenozoico sudpirenaico y el Priaboniense del antepaís.

Despréndese de lo que antecede, que una buena parte de la serie E6-7 de Tragó es anterior a la deposición de los materiales (Cgl *in* Ullastre y Masriera, 1995) que fosilizan el frente sudpirenaico; que esta serie de Tragó puede considerarse un equivalente en el tiempo de la "formación Salinar", que a su vez es un cambio lateral de facies de los yesos del anticlinal de Barbastro - Balaguer. En suma, a nuestro modo de ver, las facies proximales de los mencionados yesos se encuentran representados en la serie E6-7 del sinclinal de Tragó y por lo tanto no pueden estar debajo de la unidad sudpirenaica central, extendiéndose hacia el N hasta la línea del Montsec, como lo estiman Senz y Zamorano (1992) en su Fig. 7, corte 1.



## El Oligoceno

Al S de Tartareu, algunas decenas de metros de areniscas y conglomerados grises con elementos paleozoicos, constituyen la base cartográfica del término O1-2 (Figs. 3 y 4, corte II). Por encima, en un pequeño cerro testigo, se observan margo-calizas arenosas grises y beige con una hilada de calizas con nódulos de sílex. Contienen abundantes Gasterópodos de agua dulce, Ostrácodos, otolitos y dientes de Peces, restos óseos y Carófitas.

Unas muestras de limos arcillosos tomadas inmediatamente debajo y encima del horizonte con accidentes silíceos (Fig. 3, yacimiento 10), nos ha proporcionado:

*Chara microcera*

*Sphaerochara* sp. cf. *hirmeri* <sup>(6)</sup>

*Chara tornata*

*Rhabdochara* sp.

Esta flora de Carófitas corresponde a la biozona de *Chara microcera* (Riveline *et al.*, 1996) del Stampiense terminal-base del Chattiense.

En Peraltila (antepaís del Ebro), el techo de los yesos de Barbastro son margas y calizas que alternan en un espesor de 30-40 m. Allí, como en Tartareu, también aparece un horizonte de calizas con nódulos de sílex; en los niveles margosos hemos encontrado:

*Chara microcera*

*Chara tornata*

La correspondencia litológica y cronoestratigráfica entre ambas localidades nos parece evidente.

Al S del antiguo pueblo de Tragó, los conglomerados con elementos paleozoicos (O1-2) suceden a las areniscas del final del término E6-7. El análisis cartográfico muestra que entre ambas formaciones existe discordancia (Figs. 3 y 4, corte II). En la Teuleria (TE *in* Fig. 3) aparecen limos arcillosos marrones con pequeñísimas pasadas grises (Fig. 3, yacimiento de Carófitas 11) en las cuales se encuentra *Sphaerochara* sp. cf. *ulmensis* <sup>(6),(7)</sup>. Es probable que sea del Chattiense superior (biozona de *Chara notata*, Riveline *et al.*, 1996). La indicada discordancia de la base del término O1-2 sería de edad intraoligocena.

## CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS Y TECTÓNICAS

Hemos visto que las fases tectónicas del Maastrichtiense y del Paleoceno condicionaron la sedimentación del Ilerdiense marino tanto al N como al S del Montsec, llegando éste a depositarse, en la zona estudiada, en fuerte discordancia angular sobre la cobertera cretácica del Triás de Les Avellanes.

La regresión del mar del Eoceno inferior supuso la sedimentación fluvio-marina y lacustre del Cuiso-Luteciense, en diferentes sectores al S del Montsec; entre ellos el sinclinal de Tragó de Noguera, donde no se había identificado con anterioridad. La influencia de una deformación tectónica continuada en la configuración de estas pequeñas cuencas es casi segura.

El Eoceno superior continental se depositó sobre un sustrato deformado y erosionado. El carácter endorreico del surco sedimentario de Tragó es patente en esta época. En el tránsito del Priaboniense al Oligoceno tiene lugar un aluvionamiento fluvio-lacustre que alcanzó su máximo con los depósitos datados del Oligoceno.

Fig. 3. Esbozo geológico detallado del sinclinal de Tragó de Noguera en las Sierras marginales sudpirenaicas (Lleida-Huesca), trazado sobre fotos aéreas no restituidas.

**K**, Triás superior margo-yesoso con ofitas. **LI**, Triás terminal - Lías inferior calcáreo-dolomítico. **Cs**, Senoniense: **a**) arenas y gravas de cuarzo blanquecinas o rubefactadas *cf.* “conglomerados de Adraent”; **b**) calizas bioclásticas marinas. **Mc**, Maastrichtiense continental: calizas lacustres, margas versicolores y areniscas; localmente brechas terminales. **E1-2**, Paleoceno continental: **1**, Dano-Montiense, *cf.* “caliza de Vallcebre” lacustro-palustre; **1-2**, Dano-Montiense–Thanetiense, margas abigarradas con *Microcodium*, margas y calizas lacustres, localmente con brechas terminales. **E3**, Ilerdiense marino: calizas con Alveolinas y/o Nummulites. **E4-5**, Cuiso-Luteciense continental: areniscas y limos arenosos ocreos o grises, alternancia de calizas lacustres y margas grises o blanquecinas. **E6-7**, Eoceno superior continental: conglomerados basales y limos arenosos rojizos o grisáceos; yesos (y), limos rojizos u ocreos con alguna hilada hacia el techo de areniscas, margas grises y calizas lacustres en el tercio oriental del sinclinal. **O1-2**, Oligoceno continental: conglomerados con elementos paleozoicos *cf.* “formaciones Peraltila y Sariñena” con paso lateral a limos arcillosos marrones en el extremo occidental (la Teuleria); margas grises y calizas lacustres en el extremo oriental. **Q**, Derrubios de pendiente. **a**) *Vidaliella gerundensis*. **b**) Restos óseos (?Dinosaurios). **c**) Carófitas (yacimientos numerados del 1 al 11 y explicados en el texto).

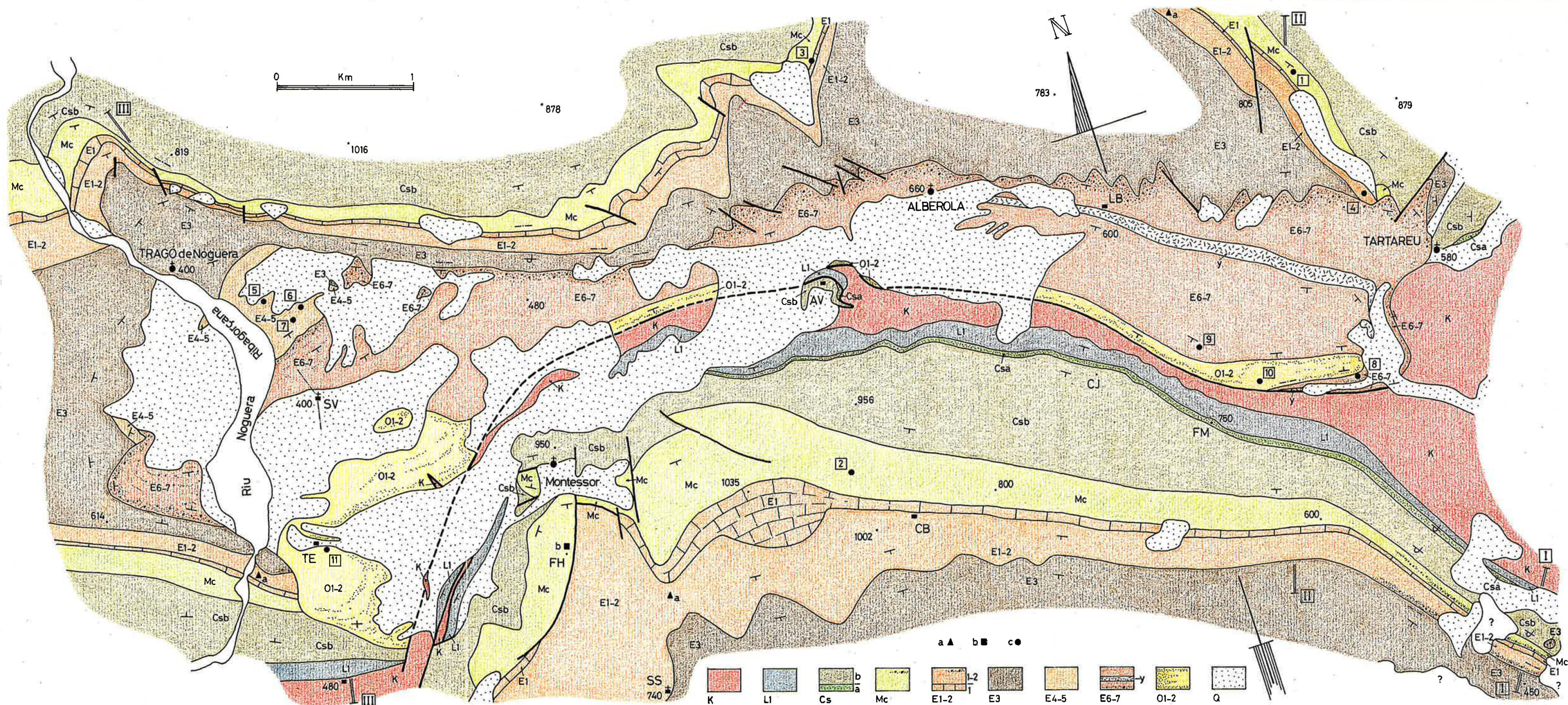
**I, II, III**, Cortes geológicos in Fig. 4.

Topónimos abreviados: **AV**, Alberola Vella; **LB**, Les Belles; **CB**, Coll de la Bassa; **SS**, Sant Salvador; **FH**, Font de l’Horta; **TE**, Teuleria; **SV**, Santa Maria de Vallverd; **FM**, Font de la Mora; **CJ**, Cova Joan d’Os.

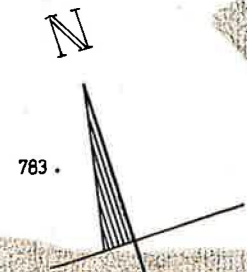
Fig. 3. Detailed geological sketch of the Tragó de Noguera syncline (Sierras marginales, Lleida - Huesca).











**I, II, III**, Geological cross-sections in Fig. 4.





0 Km 1



- a ▲ b ■ c ●
- |                                                                                         |                                                                                          |                                                                                          |                                                                                          |                                                                                            |                                                                                          |                                                                                            |                                                                                            |                                                                                            |                                                                                         |
|-----------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------|
|  K |  LI |  Cs |  Mc |  E1-2 |  E3 |  E4-5 |  E6-7 |  O1-2 |  Q |
|-----------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------|



Resulta que, en el área estudiada como en el resto de la unidad sudpirenaica central, la interferencia de la tectónica con la sedimentación se produce apenas sin interrupción desde finales del Cretácico hasta el Neógeno y se descubre en toda la extensión de dicha unidad. Nada tan alejado de la realidad como un modelo de fases paroxismales con prolongadas interrupciones; como el de los desplazamientos tangenciales en secuencia de bloque inferior, que afectan por partes a la unidad en cuestión. Los efectos de un movimiento lento y casi continuo en el espacio y en el tiempo se notan con mayor o menor intensidad en toda la unidad sudpirenaica central.

En este contexto, la hipótesis de un despegue a nivel del Trías con amortiguamiento "frontal" afectado por accidentes "coulissants" NW-SE, parece la más plausible para una buena parte de dicha unidad; solamente en la línea de accidentes del Segre y en la zona del Pedraforca, por la acumulación de fuerzas contrapuestas (Ullastre y Masrera, 1996), se producen fenómenos de manifiesta espectacularidad: cabalgamientos en secuencia de bloque superior, desplazamientos en dirección, doble vergencia, retrocabalgamientos, discordancias progresivas brutales en los sedimentos continentales del Paleógeno...

Para poner término, diremos que el presente trabajo constituye un eslabón más añadido a nuestra concatenada y larga argumentación durante años acumulada con el intento de modificar los modelos que no integran todos los hechos de observación.

## LAS ESPECIES DE CARÓFITAS CITADAS: REFERENCIAS

A fin de evitar repeticiones, para las formas del Maastrichtiense y del Paleoceno hemos eliminado las referencias complementarias y en el apartado de bibliografía tampoco figuran los trabajos en los que se hizo la descripción original. El lector interesado encontrará todo ello en los trabajos de Masrera y Ullastre (1990) y Ullastre y Masrera (1998).

### Maastrichtiense:

- Porochara malladae* (Bataller) Feist, 1983
- Septorella brachycera* Grambast, 1962. <sup>(8)</sup>
- Septorella ultima* Grambast, 1971. <sup>(8)</sup>
- Maedleriella* sp. A Feist, 1983. Maastrichtiense superior, Dano-Montiense, ?Thanetiense
- Peckichara cancellata* Grambast, 1971
- Peckichara sertulata* Grambast, 1971
- Platychara caudata* Grambast, 1971
- Platychara turbinata* Grambast et Gutiérrez, 1977
- Sphaerochara senonensis* Feist, 1983. Feist et Freytet (1983). Campaniense, Maastrichtiense.

### Paleoceno:

- Maedleriella michelina* Märtsche, 1969
- Dughiella bacillaris* Feist-Castel, 1975

*Microchara vestita* Castel, 1969

*Platychara* sp. B Feist, 1983

*Nitellopsis (Campaniella) helicteres* (Brogniart) Grambast et Soulié-Märsche, 1972  
ssp. *minor* Grambast-Fessard, 1980

*Nitellopsis (Campaniella) subpyrenaica* Massieux, 1977

*Sphaerochara* gr. *edda* auctt.

#### Cuiso-Luteciense:

*Maedleriella intermedia* Soulié-Märsche, 1974. Martín-Closas (1991). ?Luteciense, Bartonien inferior.

*Maedleriella funiculosa* Feist-Castel, 1970. Martín-Closas (1991).

*Nitellopsis (Tectochara) thaleri* (Castel et Grambast) Grambast et Soulié-Märsche, 1972. Feist-Castel (1970), (1972), (1975), Soulié-Märsche (1974), Anadón et Feist (1981).

#### Eoceno superior:

*Chara* sp. II Choi, 1989. Feist *et al.* (1994). Eoceno terminal, base del Oligoceno.  
*Lychnothamnus longus* Choi, 1989. Feist *et al.* (1994). Eoceno terminal, base del Oligoceno.

*Rhabdochara raibocarpa* Feist-Castel, 1977a. Choi (1989), Feist *et al.* (1994). Eoceno terminal, base del Oligoceno.

*Harrisichara tuberculata* (Lyell) Grambast, 1957. Feist-Castel (1977b), Riveline (1986), Choi (1989), Feist *et al.* (1994). Priabonien, base del Stampien.

*Girogonia caelata* (Reid et Groves) Grambast, 1956. Feist-Castel (1977a), Grambast et Grambast-Fessard (1981), Choi (1989), Feist *et al.* (1994). Priabonien, base del Stampien.

*Nitellopsis (Tectochara)* gr. *merianii* Berger, 1986. Grambast (1972), Riveline (1986), Choi (1989), Berger (1997). Eoceno terminal, Oligoceno, Neógeno.

#### Oligoceno:

*Chara microcera* Grambast et Paul, 1965. Castel (1967), Riveline (1986), Choi (1989), Feist *et al.* (1994). Stampien terminal, Neógeno.

*Chara tornata* (Horn af Rantzien) Riveline, 1986. Horn af Rantzien (1959), Feist-Castel (1977b). Eoceno superior, Oligoceno.

*Sphaerochara hirmeri* (Rasky) Mädlér, emend. Horn af Rantzien et Grambast, 1962. Horn af Rantzien (1959), Grambast et Paul (1965), Riveline (1986), Berger (1986). Eoceno terminal, Oligoceno

*Sphaerochara ulmensis* (Straub) Grambast, 1962. Horn af Rantzien (1959), Feist-Castel (1977a), Feist *et al.* (1994). Chattien, ?Neógeno.

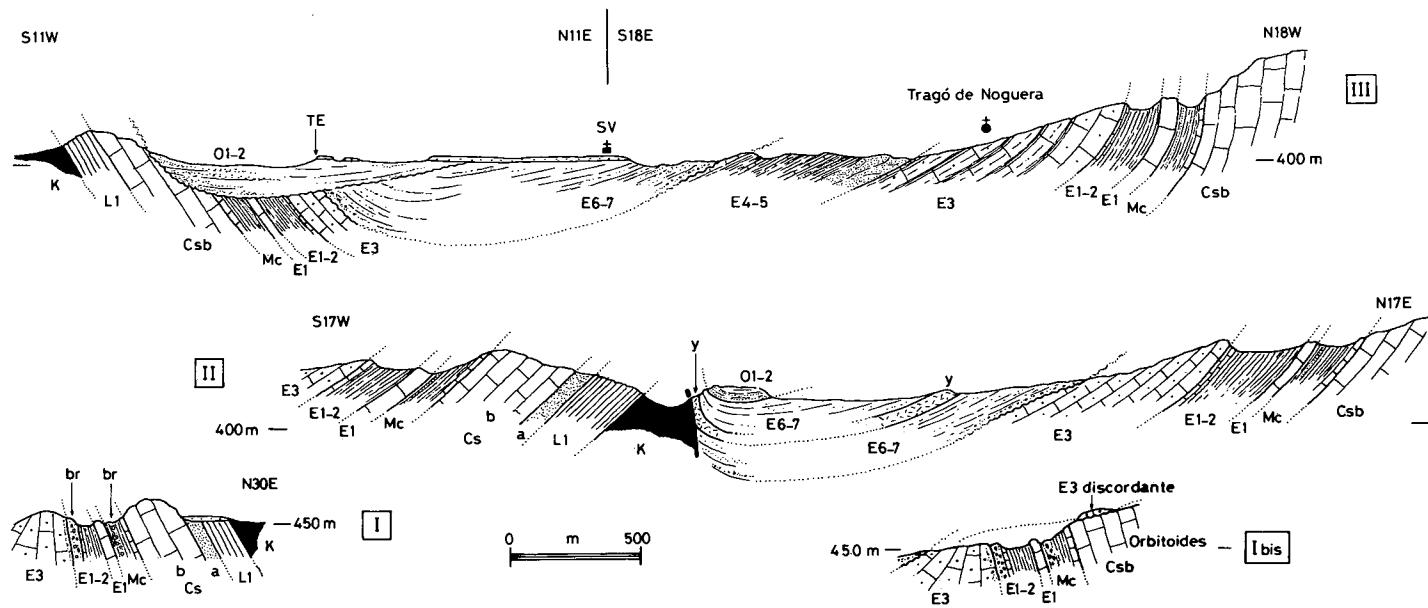


Fig. 4. Cortes geológicos: **I**, flanco N invertido del sinclinal de Os de Balaguer en la margen derecha del Congost del río de Farfanya; el corte I bis, paralelo al anterior, corresponde a la margen izquierda del Congost; **II**, el sinclinal de Tragó al W de Tartareu y su contacto mecánico con el flanco N del sinclinal de Os de Balaguer; **III**, el sinclinal de Tragó al E del río Noguera Ribagorçana. Símbolos iguales a los de la Fig. 3 y situación en la misma. Del término E4-5, corte III, (Cuiso-Luteciense continental), véanse los detalles estratigráficos in Fig. 5.

Fig. 4. Geological cross-sections. See Fig. 3 for symbols and location. See Fig. 5 for stratigraphic details of continental Cuisian-Lutetian (E 4-5, III cross-section).

## CONCLUSIONES

1ª Con la flora hallada en el Paleógeno del sinclinal de Tragó de Noguera podemos decir que, por vez primera en la vertiente S de los Pirineos, se descubre un paraje singular donde once yacimientos de Carófitas, escalonados entre el Maastrichtiense y el Oligoceno, permiten seguir la evolución cronoestratigráfica del borde de las unidades sudpirenaicas.

2ª Las deformaciones tectónicas del Maastrichtiense, Paleoceno, Eoceno inferior, evidenciadas en el sector estudiado, determinan la sedimentación continental subsiguiente.

3ª En el relleno paleógeno continental del sinclinal de Tragó se pueden distinguir tres secuencias deposicionales:

a) la del complejo fluvio-marino y lacustre del Cuiso-Luteciense (E5-6);

b) la serie continental fluvio-lacustre y evaporítica del Eoceno superior-base del Oligoceno (E6-7);

c) los depósitos fluviales con brevísimos episodios lacustres del Oligoceno medio-superior (O1-2).

Discordancias angulares y erosivas ligadas a la deformación tectónica constituyen los límites de estos episodios sedimentarios.

4ª Si existe una cierta continuidad sedimentaria desde el Cretácico hasta el Oligoceno, como acabamos de ver, y si la datación y correlación de los depósitos del Eoceno superior del sinclinal de Tragó con algunos sectores de la depresión del Ebro, nos permiten estimar que en ellos están representadas la facies proximales de los yesos del anticlinal de Barbastro-Balaguer, debemos concluir que la sedimentación evaporítica del Paleógeno se producía simultánea e indistintamente tanto sobre el borde sudpirenaico como sobre el antepaís. Sin menoscabo de que pueda existir un cierto cabalgamiento meridional intrapiabonense, excluimos la posibilidad de que dichas facies proximales se extiendan unos 15-20 km hacia el N por debajo de la unidad sudpirenaica central como han especulado algunos autores (Senz y Zamorano, 1992).

5ª El marco del presente estudio resulta insuficiente para analizar la, sin duda importante, tectónica posterior al Oligoceno.

## NOTAS

(1) En el presente trabajo la expresión Senoniense está empleada en el sentido clásico, es decir: como el piso comprensivo del Coniaciense, Santoniense, Campaniense y Maastrichtiense; sin precisar si está o no representado cada uno de estos pisos. En una publicación reciente (tabla 5 de Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication, nº 60, 1998) el Maastrichtiense se ha excluido del Senoniense.

(2) En las proximidades de las Cases de Canelles (longitud E de Greenwich: 0° 37' 26"; latitud N: 41° 57' 56"; altitud: 620 m), en el término de Tragó de Noguera, se encuentra el famoso yacimiento de Foraminíferos característicos del Santoniense, descubierto por Luis Mariano Vidal (1842-1922) a fines del siglo XIX y estudiado por el especialista francés C. Schlumberger (1898), (1899).

La correspondencia entre Schlumberger y Vidal, y las libretas de campo de este último, permiten conocer algunos detalles históricos de este importante descubrimiento y la ubicación precisa del yacimiento,

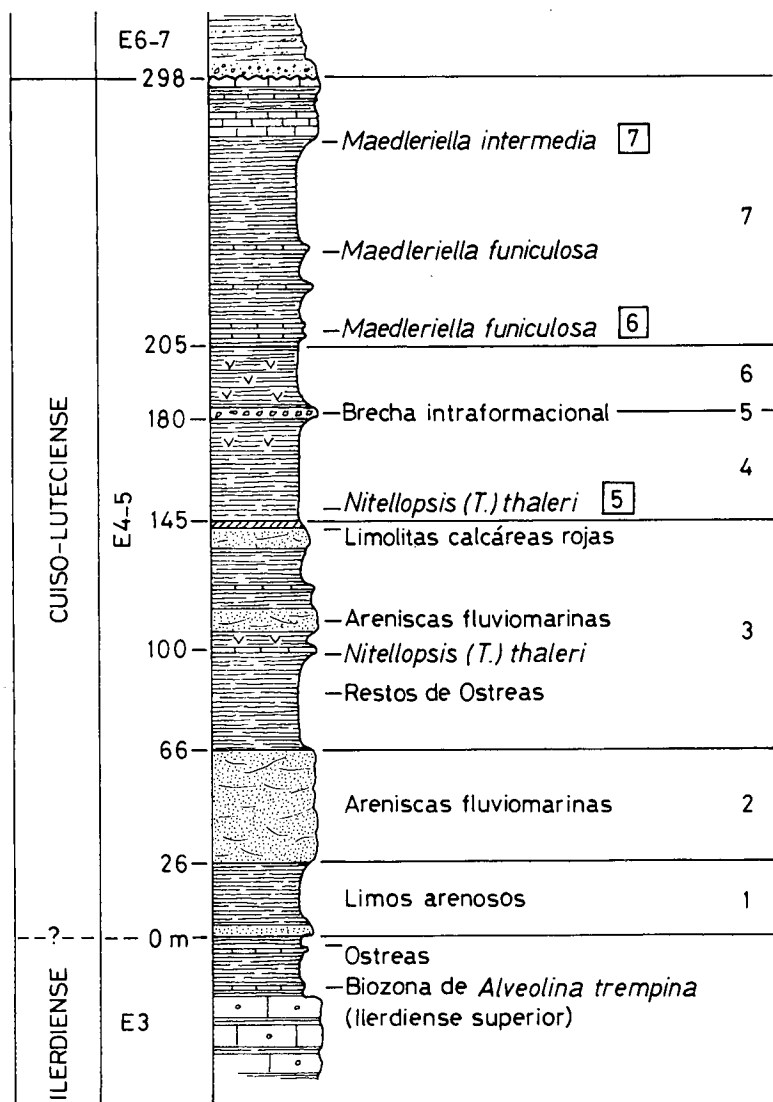


Fig. 5. Columna estratigráfica del Cuiso-Luteciense continental (E4-5) de Tragó de Noguera (situación in Figs. 3 y 4). Explicación en el texto.

Fig. 5. Stratigraphic log of the continental Cuisian-Lutetian (E4-5) of Tragó de Noguera. Location in Figs. 3 and 4. Explanation in text.



extremo éste que no se conoce bien a través de la literatura, ya que siempre que se alude a la localidad tipo de los Foraminíferos santonienses que luego citaremos aparece el topónimo Tragó de Noguera sin más. Estos documentos, depositados en el Arxiu històric i biogràfic del Museu geològic del Seminari Conciliar de Barcelona, n° 1407, 1408, 1409, 1410, 1411 y n° 41, nos han sido generosamente facilitados para su consulta por su Director el Dr. Sebastià Calzada.

Es sabido que Vidal había enviado a Douvillé unos Foraminíferos del término de Tragó de Noguera y que éste los remitió a Schlumberger para su estudio. Con ello empieza la relación epistolar y científica entre Schlumberger y Vidal, dando lugar a la primera nota sobre el género *Meandropsina* donde se describe la especie tipo: *M. vidali* Schlumberger, 1898.

El material que Vidal había puesto a disposición de Schlumberger era insuficiente para completar el estudio de *M. vidali* y para describir los otros Foraminíferos que aparecen asociados a ella. Con fecha 9 de febrero de 1899 Schlumberger escribe a Vidal rogándole le mande una buena provisión de la “arena” que acompaña la *Meandropsina*, y es tanto su interés que se expresa con estas palabras: “Et faites le possible et l'impossible pour le sable de Tragó de Noguera. Si je n'étais pas si vieux je serais capable de faire exprès le voyage !” (documento n° 1410).

Vidal, el 20 de febrero de 1899, contesta diciendo que irá a Tragó en marzo (documento n° 1410). En la p. 1688 de sus libretas de campo (documento n° 41) consta que el domingo 26 de febrero de 1899 sale de Barcelona hacia Lleida. El viernes 3 de marzo parte hacia Balaguer. El sábado 4 de marzo va de Balaguer a Os en tres horas a pie. Al día siguiente, domingo 5 de marzo, va de Os a Alberola y luego hasta las Cases de Canelles donde recoge la preciada muestra de sedimentos. En la p. 1689 de sus libretas de campo dice textualmente: “Al Este de estas masías a 260 o 300 m hay, antes de llegar al Vilot de Canelles, un cerro de arenas blancas, rojas y amarillentas en grandes bancos que encierran hacia la base lechos margosos sabulosos con *Cyclolites*, *Meandropsina*, *Lacazina*, *Vidalina*, *Gasterópodos*”.

El 18 de marzo Vidal se dirige de nuevo a Schlumberger (documento n° 1410), anunciándole el envío de un “paquete postal con 950 gramos de tierra que me ha costado ocho horas de ir en mulo”.

En noviembre de 1899, Schlumberger presenta su segunda nota (publicada en 1900) sobre los Foraminíferos cretácicos de Tragó de Noguera. En ella, completa la descripción de *M. vidali* y *Cuneolina conica* d'Orbigny, y describe por primera vez *Vidalina hispanica*, *Nonionina cretacea* [= *Nummofallotia cretacea* (Schlumberger) Barrier et Neumann, 1959], *Dictyopsella chalmasi*, *D. kiliani* y *Lacazina elongata*; estas dos últimas especies eran hasta entonces nominadas pero no descritas (*nomen nudum*). Finalmente diremos que la sección de *Lacazina elongata* que aparece en Schlumberger (1899, pl. X, fig. 15) se conserva en el Museu de Geologia de Barcelona (Colección Vidal, n° 1314, P1852 bis); el lectotipo, escogido por Hottinger *et al.* (1989), está figurado en la pl. XI, fig. 19 del trabajo de Schlumberger y se conserva en el Muséum (?Nati. d'Hist. Nat.) de París.

(3) Biot y Giraudet (1961) dicen haber encontrado fauna santoniense (*Lacazina*, etc.) en el corte del Congost del río de Farfanya (corte I de nuestra Fig. 4) y Souquet (1967, p. 273) señala Foraminíferos santonienses (*Lacazina*, *Vidalina*) entre los derrubios en este mismo sitio.

(4) Biot y Giraudet (1961) dicen que en el referido corte del Congost se encuentran Foraminíferos maastrichtienses (*Siderolites calcitrapoides*, *Omphalocyclus macroporus*, *Lepidorbitoides socialis*, etc.). Souquet (1967, p. 341), refiriéndose a esa fauna, dice: “que je n'ai pas eu la bonne fortune de retrouver”.

(5) Martín-Closas *et al.* (1999) proponen la supresión de la biozona de *Maedleriella embergeri* (Luteciense inferior-medio) y su inclusión en una redefinida biozona de *Raskyella peckii*, que abarcaría todo el Luteciense y la base del Bartonense (49 Ma - 40 Ma; C21, C20, C19 y la mitad del C18).

(6) Berger (1986) creó para la *Sphaerochara hirmeri*, *Sph. ulmensis* y otras el grupo *hirmeri*.

(7) Las formas procedentes de la Teuleria (Tragó de Noguera) las hemos comparado con la *Sphaerochara ulmensis* encontrada por Feist *et al.* (1994) en Aspa, Les Garrigues (antepaís del Ebro), existiendo coincidencia morfológica y morfométrica. No obstante, en los dos casos los girogonitos son de talla inferior a la indicada por Horn af Rantzien (1959) y Feist-Castel (1977a).

(8) Hace más de una década que, por primera vez, pusimos en *correlación lateral directa* el nivel inferior de las capas con *Septorella* (Carófitas, Clavatoráceas) con los últimos horizontes marinos con Rudistas (Masriera y Ullastre, 1988). Esta relación la observamos, y se observa, en la cuenca de Tremp (unidad sudpirenaica central), donde el nivel de *Septorella brachycera* - *Peckichara cancellata* se encuentra primero (en Llimiana) por encima del horizonte de *Hippuritella castroi* y luego, más al W (en Moror), entre el horizonte de *H. castroi* en la base y el nivel de Rudistas de Alzina (cf. horizonte terminal de *Praeradiolites boucheroni*) en el techo. Más arriba, en la serie, aparece el nivel de *Septorella ultima*.

Recientemente, M. Feist (in Riveline *et al.*, 1996) colocó la “zona de *Peckichara cancellata*” - *Septorella brachycera* en el Campaniense (entre 71,75 - 73,83 Ma, tG = tiempo Gradstein, 1994). Esta atribución se hizo teniendo por único argumento una magnetoestratigrafía poco fiable, obtenida en el corte sudpirenaico catalán de Fontllonga (Galbrun *et al.*, 1993). En efecto, un equipo pluridisciplinar, que estudió: Carófitas, Ostrácodos, Moluscos, polen y esporas, coincidió en que se trataba de una serie continental del Maastrichtiense; luego la magnetoestratigrafía que se obtuviese debía ser la propia de este piso; y así se interpretó y se encontraron los cronos que a la sazón se juzgaban maastrichtienses. Más tarde, a través de estudios ajenos a la región pirenaica, se modificó la posición de ciertos cronos; y cuando vino al caso, atendiendo a los números que en su día se obtuvieron en Fontllonga, M. Feist modificó la edad relativa de las Carófitas en cuestión, sin preocuparse de que fueron los fósiles los que dieron la edad a los números y no los números los que dieron, o dan, la edad a los fósiles.

Hace poco, nosotros (Ullastre y Masriera, 1998, p. 120 nota 7, p. 123 nota 26) hicimos notar la incongruencia que había entre la edad campaniense asignada a la “zona de *Peckichara cancellata*” - *Septorella brachycera* y la edad asignada por los autores a la fauna marina subyacente. A partir de la indicación de semejante problema, ha habido quien se ha apresurado a modificar su edad, diciendo: “¿acaso es imposible envejecer esta fauna marina?” Y, en efecto, como todo es relativo en este mundo, los autores Vicens, Ardèvol y López-Martínez (1999) con la mayor presteza han modificado la edad de los niveles de Rudistas determinantes para el caso, como son los que hemos indicado al comienzo: el horizonte de *Hippuritella castroi* y el horizonte terminal de *Praeradiolites boucheroni*; y lo han hecho sin aportar la menor prueba, porque difícilmente la tienen a pesar de que anuncian una correlación *in situ* entre Rudistas y Foraminíferos plantónicos, la cual nos parece imposible establecerla lateralmente, es decir como debe hacerse, por no darse la circunstancia de existir afloramientos adecuados. Estos autores, además de no aportar ninguna prueba, entran ellos mismos en contradicción, pues comienzan diciendo que la formación “Aren Sandstone” es Campaniense-Maastrichtiense y luego dicen que la *H. castroi*, que está por encima de esa formación, es del Campaniense terminal. También dicen que el sinclinal de Tremp está ocupado (a continuación de los citados niveles de Rudistas) por las capas rojas del Maastrichtiense superior; luego según estos autores existiría una laguna de gran parte del Maastrichtiense, lo cual convendría que lo demostrasen.

A pesar de que *H. castroi* es un Rudista endémico y de que otros Rudistas más o menos sincrónicos o son endémicos también (cf. *Monopleura moroi*, *Biradiolites moroi*) o son poco característicos (cf. *P. boucheroni*), un autorizado investigador, J. Philip, en la tabla 5 de Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins (SEPM Special Publication, nº 60, 1998), considera el horizonte de *H. castroi* (69,42 Ma) como del Maastrichtiense, lo que permite seguir considerando también maastrichtienses los niveles con *Septorella* en cuestión.

Si tomamos en consideración los Foraminíferos bentónicos, vemos que en el flanco S del sinclinal de Tremp (=serie normal del Montsec), bastante por debajo de los expresados niveles de Rudistas se encuentra *Siderolites calcitrapoides* (71, 29 Ma) y *Omphalocyclus macroporus* (70,15 Ma), (Hottinger y Rosell, 1973, p.70, muestra 23; Caus et Cornella, 1983, p. 140, parte terminal de la unidad 7). Estos fósiles indican el Maastrichtiense según la mencionada tabla 5 de Mesozoic and Cenozoic...

Como resultado tenemos que los niveles de Rudistas y de *Septorella* que se endentan con ellos, todos situados por encima de los referidos Foraminíferos, no pueden ser del Campaniense siendo su substrato del Maastrichtiense.

En otras sucesiones estratigráficas de las unidades sudpirenaicas se observan, por debajo de las capas con *Septorella*, el señalado *Siderolites* y Orbitoides del Maastrichtiense, (v.g. Port del Comte, W de la serie del Cadí, zona del Pedraforca).

---

**BIBLIOGRAFÍA**

- Anadón, P. et Feist, M. 1981. Charophytes et biostratigraphie du Paléogène inférieur du bassin de l'Ebre oriental. *Palaeontographica* Abt. B, **178** (4-6): 143-168, 4 láms.
- Berger, J.P. 1986. Biozonation préliminaire des charophytes oligocènes de Suisse occidentale. *Eclogae geol. Helv.*, **79** (3): 897 - 912.
- Berger J.P. 1997. *Nitellopsis* (*Tectochara*) du groupe *merianii* (Charophyta): les populations de la molasse suisse (types) et du gisement miocène de Li Mae Long, Thaïlande, biostratigraphie et paléoécologie. *Geodiversitas*, **19** (4): 773-781.
- Biot, J. y Giraudet, J.P. 1961. Estudio preliminar del corte del río Farfanya. *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, **63**: 103-105.
- Castel, M. 1967. Charophytes de l'Oligocène supérieur de Marseille. *Bull. Soc. géol. France*, **9**: 514-519, láms. 19-21.
- Castel, M. et Grambast, L. 1969. Charophytes de l'Éocène des Corbières. *Bull. Soc. géol. France*, **11**: 936-943, láms. 30-32.
- Caus, E. et Cornella, A. 1983. Macroforaminifères du Crétacé supérieur du bassin sud-pyrénéen. *Géol. Méditerranéenne*, **10** (3-4): 137-142.
- Choi, S.J. 1989. Les charophytes du bassin potassique catalan (Nord-est de l'Espagne) a la limite Éocène-Oligocène. *Paléobiologie continentale*, **16** (1): 1-68, 16 láms.
- Feist-Castel, M. 1970. Distribution verticale des Charophytes dans l'Éocène du Minervois. *Bull. Soc. géol. France*, **12** (5): 926-931, láms. 36-38.
- Feist-Castel, M. 1972. Charophytes éocènes de la région montpelliéraine. *Paléobiologie continentale*, **3** (1): 1-22, 6 láms.
- Feist-Castel, M. 1975. Répartition des Charophytes dans le Paléocène et l'Éocène du bassin d'Aix-en-Provence. *Bull. Soc. géol. France*, **17** (1): 88-97.
- Feist-Castel, M. 1977a. Étude floristique et biostratigraphique des Charophytes dans les séries du Paléogène de Provence. *Géol. Méditerranéenne*, **4** (2): 109-138.
- Feist-Castel, M. 1977b. Evolution of the charophyte floras in the Upper Eocene and Lower Oligocene of the Isle of Wight. *Palaeontology*, **20** (1): 143-157, láms. 21-22.
- Feist, M. et Freytet, P. 1983. Conséquences stratigraphiques de la répartition des charophytes dans le Campanien et le Maastrichtien du Languedoc. *Géol. Méditerranéenne*, **10** (3-4): 291-301.

- Feist, M., Anadón, P., Cabrera, L., Choi, S.J., Colombo, F. and Sáez, M. 1994. Upper Eocene-Lowermost Miocene charophyte succession in the Ebro Basin (Spain). Contribution to the charophyte biozonation in Western Europe. *Newsl. Stratigr.*, **30** (1): 1-32.
- Galbrun, B., Feist, M., Colombo, F., Rocchia, R. and Tambareau, Y., 1993. Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous-Tertiary continental deposits, Ager basin, Province of Lérida, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **102**: 41-52.
- Grambast, L. 1957. Ornementation de la girogonite et systématique chez les Charophytes fossiles. *Rev. gén. Bot.*, **64**: 339-362, láms. 5-8.
- Grambast, L. 1972. Étude sur les Charophytes tertiaires d'Europe occidentale. I - Genre *Tectochara*. *Paléobiologie continentale*, **3** (2): 1-30, 8 láms.
- Grambast, L. et Paul, Ph. 1965. Observations nouvelles sur la flore de Charophytes du Stampien du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, **7**: 239-247, láms. 1-2.
- Grambast, L. et Soulié-Märsche, I. 1972. Sur l'ancienneté et la diversification des *Nitellopsis* (Charophytes). *Paléobiologie continentale*, **3** (3): 1-14.
- Grambast, L. et Grambast-Fessard, N. 1981. Étude sur les Charophytes tertiaires d'Europe occidentale. III - Le genre *Gyrogonia*. *Paléobiologie continentale*, **12** (2): 1-35, 6 láms.
- Horn af Rantzen, H. 1959. Morphological types and organ-genera of Tertiary charophyte fructifications. *Stockholm Contr. Geol.*, **4** (2): 45-197, 21 láms.
- Hottinger, L. 1960. Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Éocène. *Mém. suisses Paléont.*, **75-76**: 1-243, 18 láms., 1 tabla.
- Hottinger, L. y Rosell, J. 1973. El Cretácico superior del Montsec. XIII Coloq. Europ. Micropaleont., España, C.N.G. - Enadimsa: 61-73.
- Hottinger, L., Drobne, K. and Caus, E. 1989. Late Cretaceous, Larger, Complex Miliolids (Foraminifera) Endemic in the Pyrenean Faunal Province. *Facies*, **21**: 99-134, láms. 21-29.
- Martín-Closas, C. 1991. Las carófitas del Eoceno de Oviedo (Asturias). *Bol. Cien. Nat. I.D.E.A.*, **41**: 215-241.
- Martín-Closas, C., Serra-Kiel, J., Busquets, P. and Ramos-Guerrero, E. 1999. New correlation between charophyte and larger foraminifera biozones (Middle Eocene, Southeastern Pyrenees). *Geobios*, **32** (1): 5-18.

- Masriera, A. y Ullastre, J. 1988. Nuevos datos sobre las capas maestrichtienses con *Septorella*: su presencia al norte del Montsec (Pirineo catalán). *Acta Geol. Hispànica*, **23** (1): 71-77.
- Masriera, A. y Ullastre, J. 1990. Yacimientos inéditos de Carófitas que contribuyen a fijar el límite Cretácico-Terciario en el Pirineo catalán. *Rev. Soc. Geol. España*, **3** (1-2): 33-41.
- Riveline, J. 1986. *Les Charophytes du Paléogène et du Miocène inférieur d'Europe occidentale*. 227 pp., 38 láms. Cahiers de Paléont. Éditions du C.N.R.S., Paris.
- Riveline, J., Berger, J.P., Feist, M., Martín-Closas, C., Schudack, M. and Soulié-Märsche, I. 1996. European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation. *Bull. Soc. géol. France*, **167** (3): 453-468.
- Schlumberger, C. 1898. Note sur le genre *Meandropsina* Mun.-Chalm., n.g. *Bull. Soc. géol. France*, **26**: 336-339, lams. 8-9.
- Schlumberger, C. 1899. Note sur quelques Foraminifères nouveaux ou peu connus du Crétacé d'Espagne. *Bull. Soc. géol. France*, **27**: 456-465, láms. 8-11.
- Senz, J.G. y Zamorano, M. 1992. Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales. *Acta Geol. Hispànica*, **27** (1-2): 195-209.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrández, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. and Zakrevskaya, E. 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. géol. France*, **169** (2): 281-299.
- Soulié-Märsche, I. 1974. Nouvelles espèces de Charophytes éocènes du bassin d'Aquitaine. 96 *Congr. nati. soc. sav., Toulouse, 1971, sciences*, **2**: 109-144.
- Souquet, P. 1967. *Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre*. Publ. Lab. Géol. Un. Toulouse: 1-529, 24 láms., 1 mapa.
- Ullastre, J. 1998. Boceto para un mapa geológico detallado del frente del Montsec (Pirineo catalano-aragonés, España). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **7**: 175-186, 6 láms.
- Ullastre, J., Durand-Delga, M. y Masriera, A. 1990. Relaciones tectónicas y sedimentarias entre la serie del Cadí y la zona del Pedraforca (Pirineo catalán). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **1**: 163-207.

- 
- Ullastre, J. et Masriera, A. 1992. L'accident frontal du Montsec (Pyrénées catalano-aragonaises, Espagne): sa signification et ses multiples jeux. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **315** (série II): 579-586, 2 láms.
- Ullastre, J. y Masriera, A. 1995. El Mesozoico de Artesa de Segre: precisiones estratigráficas y análisis tectónico-sedimentario del "frente" sudpirenaico entre Artesa y Camarasa (Pirineo catalán, España). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **4**: 181-209.
- Ullastre, J. y Masriera, A. 1996. Evolución tectónica de las unidades sudpirenaicas al W y al E de la línea de accidentes del Segre (Pirineo catalán, España). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **5**: 213-253.
- Ullastre, J. y Masriera, A. 1998. Nuevas aportaciones al conocimiento estratigráfico del Paleoceno continental del Pirineo catalán (España). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, **7**: 95-128.
- Vicens, E., Ardèvol, L. and López-Martínez, N. 1999. The rudists as biostratigraphic markers: an example from the late Cretaceous of the southern Pyrenees, Spain. *Erlanger geol. Abh*, Sonderband **3**: 74-75.